3

Las cambiantes superficies continentales

Las mismas regiones no siguen siendo siempre mar o siempre tierra, sino que cambian su condición en el transcurso del tiempo.

Aristóteles (384-322 a.C.).

Meteorización, erosión y denudación

Las circulaciones de materia que se efectúan continuamente en las zonas gaseosa y líquida, así como en la biosfera, constituyen un mecanismo muy complicado que se mantiene, esencialmente, gracias al calor procedente del Sol. Un conocido ejemplo de tal circulación es la de los vientos. Otro, más complejo, la circulación del agua. El calor solar eleva el vapor de agua desde la superficie de los océanos, mares, lagos y ríos; y el viento distribuye este vapor por todas partes a través de las capas inferiores de la atmósfera. Se forman nubes, precipitan agua bajo la forma de lluvia y nieve, y al caer en la tierra se va reuniendo en ríos y glaciares. Finalmente, la mayor parte del agua vuelve a los océanos y a otras zonas de reserva, de las cuales procede (fig. 3.1). A esta circulación se debe un importante grupo de procesos geológicos, porque los agentes implicados en ellos —viento (que mueve aire), lluvia y ríos (que mueven agua) y glaciares (que mueven hielo)— actúan sobre la tierra hasta disgregar las rocas y producirse de este modo los derrubios, que gradualmente van siendo arrastrados.

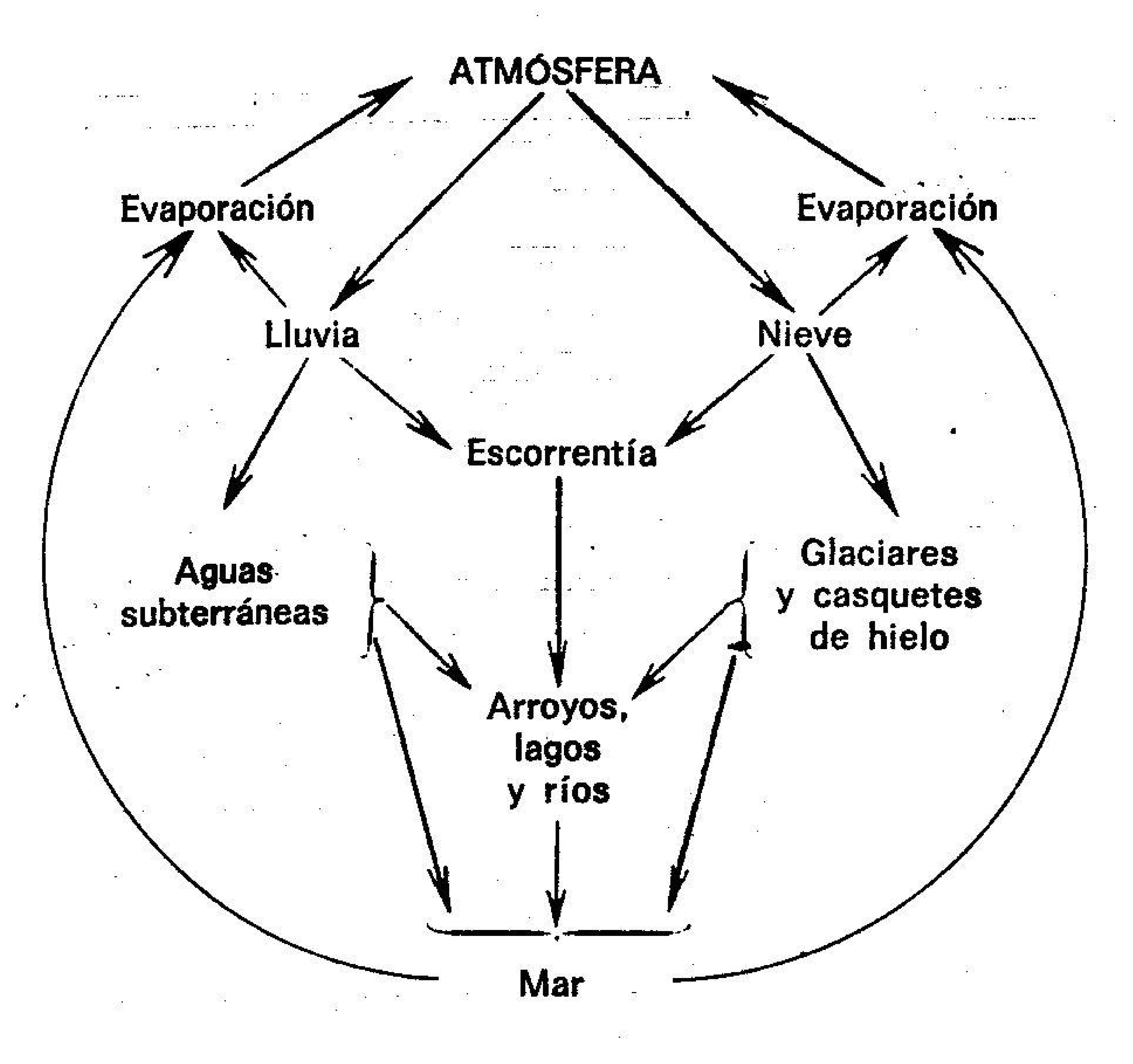


Figura 3.1. Circulación del agua meteórica. Además de las evaporaciones principales indicadas aquí, se debe tener en cuenta que la evaporación se produce en todas las superficies de agua y hielo expuestas al aire (por ejemplo, lagos, ríos, glaciares y casquetes de hielo) y también en el suelo y en las plantas y animales. Parte del agua que asciende desde las profundidades, a través de volcanes, llega a la superficie por vez primera; se llama *agua juvenil*, para distinguirla del *agua meteórica*, ya presente en la hidrosfera y en otras zonas externas de la tierra.

Parte de la lluvia de cada chubasco penetra en el suelo y promueve el trabajo de su destrucción por disolución y disgregación de las partículas que lo forman. Toda helada resquebraja las rocas, al introducirse en éstas a modo de cuña el agua de congelación. Al congelarse, el agua se expande, y a través de repetidas alternancias de heladas y deshielos en los poros empapados de agua y en las grietas, las rocas van siendo implacablemente rotas en trocitos. Los fragmentos caídos de los acantilados y precipicios se acumulan en la base, formando laderas de montaña cubiertas de cantos rodados y canchales (fig. 3.2). La vida colabora también en el trabajo destructivo. Las raíces de los árboles, al crecer en las grietas, ayudan al cuar-

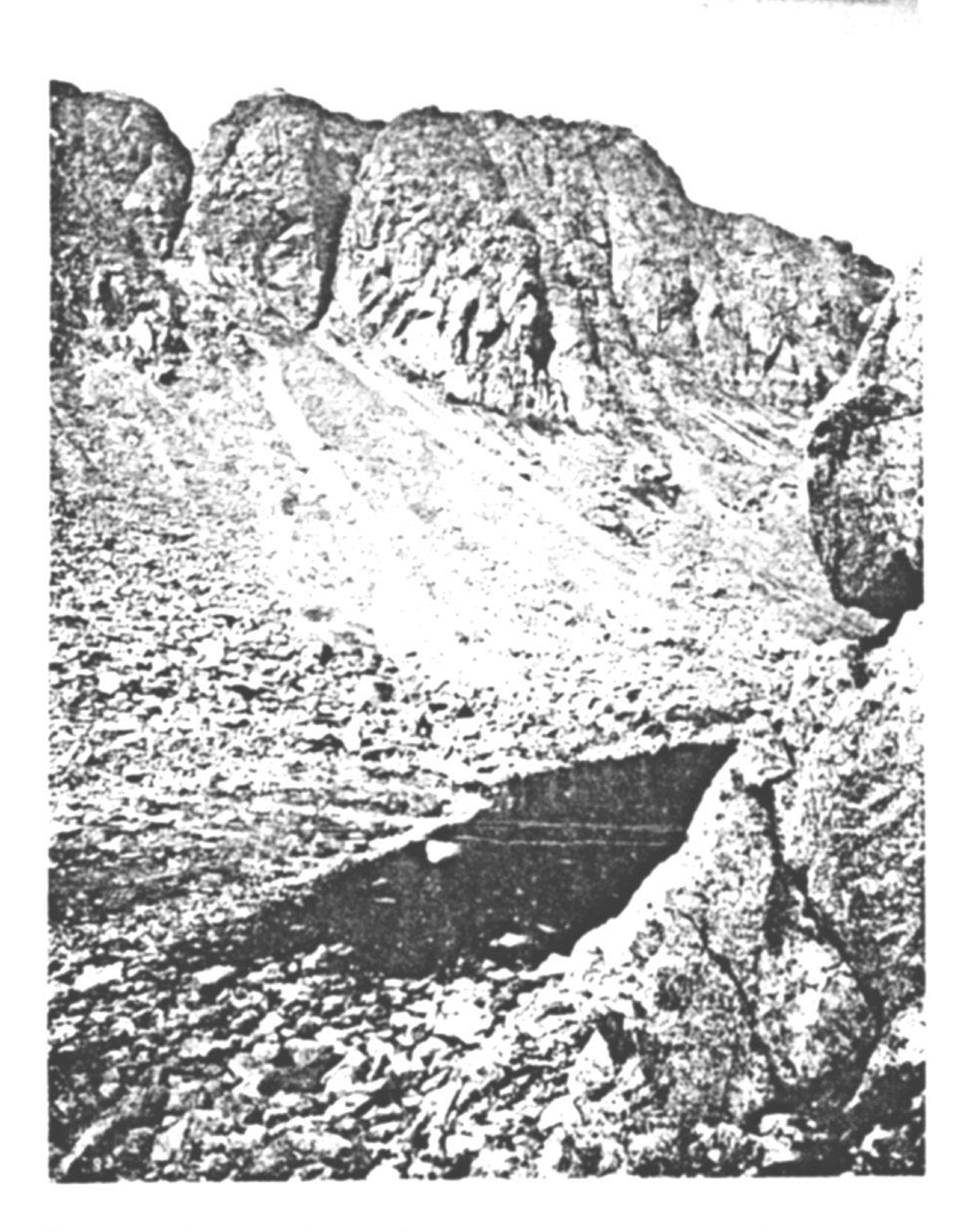


Figura 3.2. Laderas de montaña cubiertas de cantos rodados (canchales) de Doe Crag (Serie volcánica de Borrowdale), Old Man of Coniston, Distrito English Lake *(G. P. Abraham Limited, Keswick).*



Figura 3.3. Bloque rodado de acarreo glacial con una grieta ensanchada por el crecimiento de las raíces de un árbol, en Trefarthen, Anglesey *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*

teamiento de las rocas (fig. 3.3). Las lombrices de tierra y otros animales subterráneos llevan hasta la superficie las partículas más finas del suelo, donde sirven fácilmente de presa al viento y a la lluvia. El suelo es una fase por la cual han de pasar muchas rocas reducidas a escombros antes de ser definitivamente arrancadas. La producción de derrubios rocosos por estos diversos agentes, en parte por el resquebrajamiento puramente mecánico y en parte por disolución y descomposición química, se conoce con el nombre de *meteorización.* Un ejemplo conocido es el hecho de que las inscripciones en lápidas de mármol —y otras rocas— raramente sobreviven a los embates de la lluvia, las heladas, el viento, más de dos o tres siglos.

Tarde o temprano, los productos de meteorización son trasladados del lugar donde se forman. Al soplar sobre las tierras, el viento levanta nubes de polvo y arena, los acarrea y dispersa por todas partes y a menudo se convierte en un poderoso agente bombardero de arena, cuando pasa a través de zonas de rocas expuestas a la erosión. Los glaciares, armados igualmente con material morrénico y otros residuos rocosos, pulimentan las rocas sobre las cuales pasan, durante su lento descenso desde los campos de hielo y los altos valles montañosos. La arroyada, los canchales y los desplomes alimentan los ríos con fragmentos minerales grandes y pequeños, que no solamente son llevados de un modo pasivo aguas abajo, sino que son utilizados por los ríos como instrumentos para excavar sus cauces y sus márgenes. Y, además de esta carga visible de barro y arena, las aguas fluviales llevan otra invisible de materias disueltas, extraídas de rocas y suelos por la acción disolvente de la lluvia y del agua del suelo, así como de las aguas del propio río. Vientos, ríos y glaciares, los agentes que dispersan los productos de la demolición de las rocas, son conocidos con el



Figura 3.4. Dunas de arena en el desierto Colorado, distrito Imperial, California *(W. C. Mendenhall, Servicio Geológico de los Estados Unidos de América).*

nombre de *agentes de transporte.* Todos los procesos destructivos que se deben a los efectos de los agentes de transporte se describen como *erosión* (del latín, *erodere,* roer; *erosus,* corroído).

Es conveniente considerar la meteorización como la destrucción de una roca por agentes que van asociados a escaso o ningún transporte, excepto el que se debe a la gravedad, de los productos resultantes, y la erosión como la destrucción de la tierra por agentes que simultáneamente proceden a su acarreo. Ambas series de procesos cooperan al desgaste de la superficie terrestre, y sus efectos combinados se designan con el nombre de *denudación* (del latín, *denudare,* desnudar).

Deposición de sedimento

El sedimento acarreado por los agentes de transporte se vuelve a depositar más pronto o más tarde. La arena que lleva el viento se acumula en dunas a lo largo de las costas o en el desierto (fig. 3.4). Allí donde terminan los glaciares a causa de la fusión de los hielos, los despojos acumulados durante su recorrido son abandonados en montón informe (fig. 3.5) para ser arrastrados más tarde por los ríos o el mar. Cuando un curso de agua entra en un lago, la corriente se frena, y la carga de arena y fango se deposita gradualmente en el fondo. Aguas abajo, en el valle abierto, arena y fango se extienden sobre las llanuras aluviales durante las crecidas, mientras que la corriente principal continúa a través de un estuario o delta, arrastrando hasta el mar la mayoría de los materiales. Al abatirse sobre las rocas costeras, las grandes olas formadas por las marejadas producen todavía más materiales de derribo, que en conjunto son arrancados de allí y distribuidos por el oleaje y las corrientes. Los cantos rodados, desgastados por las aguas, se van acumulando al pie de los acantilados. Las playas de arena se acumulan en bahías tranquilas. En el fondo del mar, las partículas más finas se depositan en anchas franjas de sedimentos, extendiéndose los más tenues de ellos por la plataforma continental, e incluso sobrepasando su borde hacia el fondo oceánico más profundo, antes de que, finalmente se depositen. Todos estos depósitos son ejemplo de rocas sedimentarias en vías de formación.

Todavía nos queda por averiguar qué ocurre con la carga invisible de sustancias minerales disueltas que los ríos van arrancando de la superficie terrestre. Algunas corrientes fluviales desembocan en lagos que no tienen otra salida que la evaporación en el aire que los recubre. Las aguas de tales lagos rápidamente se hacen saladas, porque, según constató en 1715 el famoso astrónomo Edmund Halley, «las partículas salinas que los ríos les llevan se quedan allí, mientras se evapora el agua dulce». Gradualmente las aguas lacustres se van saturando, y entonces precipitan la sal gema y otros depósitos salinos, como los que apa-

(fig. 3.6), arrecifes de coral en las costas e islas tropicales y fango gris de globigerinas en los mares más profundos. Todos estos depósitos constituyen calizas en vías de formación. La vida, como creadora de sedimentos orgánicos, es un agente geológico de primer orden.



Figura 3.5. Glaciar Öraefajökull, Islandia; se ve su nacimiento en un casquete de hielo de montaña. Su frente está fuera de la fotografía, abajo a la derecha, donde se funde entre restos morrénicos que transportó y depositó antes de encogerse hasta su tamaño actual. Para su situación véase la figura 12.9 *(Thorvardur R. Jonsson).*

recen en el fondo y orillas del mar Muerto. Sin embargo, la mayoría de los ríos llegan hasta el mar, donde dejan una gran parte de los materiales disueltos a su paso por las tierras. Así pues, como señaló Halley, «el mismo océano llega a ser salado por la misma causa». Pero, en compensación, mientras que la salinidad del mar aumenta lentamente, muchas de las materias minerales contenidas en el agua son aprovechadas por los organismos vivos. Almejas y mejillones, erizos de mar y corales, y otros muchos seres marinos, forman sus conchas con el carbonato cálcico que extraen del agua donde viven. Cuando mueren estos seres, la mayoría de sus partes blandas son comidas, y el resto se descompone. Pero subsisten sus partes duras y se acumulan bajo la forma de bancos de conchas en los mares poco profundos

Importancia del tiempo

Se comprenderá ahora que, mientras las regiones más elevadas de la corteza terrestre están siendo constantemente demolidas, los niveles más bajos están en incesante construcción. Es evidente que denudación y depósito constituyen grandes procesos niveladores. En el transcurso de la vida de un ser, tales efectos no pueden llegar a hacerse perceptibles en todas partes. No obstante, tampoco son tan lentos como para que sea imposible su medida. Algo más de un centímetro se ha desgastado ya la superficie exterior de la piedra de Portland con que fue construida la catedral de San Pablo (de Londres) hace más de 250 años. La piedra de Portland ha justificado la sospecha de Wren respecto a que no resistiría la atmósfera de Londres, ya que Gran Bretaña en conjunto se va erosionando con bastante rapidez: en la proporción de unos treinta centímetros cada tres o cuatro mil años. De seguir así, un millón de años

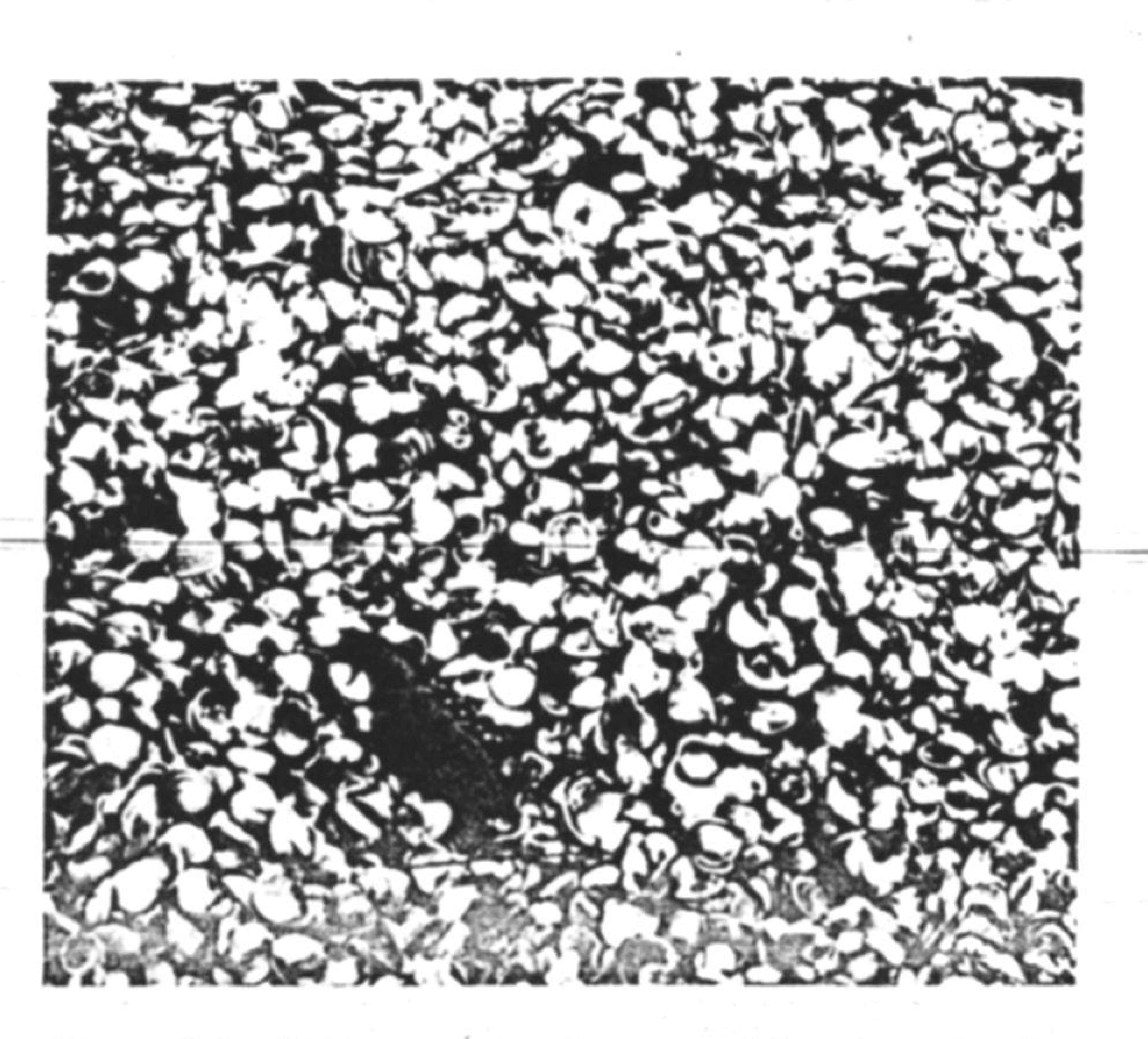


Figura 3.6. Caliza en vías de formación: depósito de grava conchífera *(S. H. Reynolds).*

sería suficiente para reducir a monótona llanura los variados paisajes de este país. Es evidente que las causas que actúan lentamente son susceptibles de producir cambios enormes si continúan actuando durante períodos de tiempo suficientemente largos.

Ahora bien: geológicamente hablando, un millón de años es un período de tiempo relativamente corto, lo mismo que un millón de kilómetros es una corta distancia desde el punto de vista astronómico. Uno de los triunfos modernos de la geología y la física es la demostración de que la edad de la tierra no puede ser mucho menor de 4500 millones de años (capítulo 13). Los procesos geológicos actúan muy lentamente, pero el tiempo geológico es inconcebiblemente largo. Los efectos de procesos lentos actuando durante largos períodos han servido de un modo adecuado para explicar todas las sucesivas transformaciones del paisaje de que la tierra ha sido testigo.

James Hutton (1726-97), el fundador de la geología moderna, fue el primero que intuyó claramente todo el significado y la inmensidad del tiempo geológico. En su obra, que marcó época, *Teoría de la Tierra*, comunicada a la Real Sociedad de Edimburgo en 1785, presentó un paquete de evidencias irrefutables para probar que las actuales colinas y montañas no eran eternas, y que ellas mismas habían sido esculpidas por lentos procesos de erosión como los que actúan ahora. Mostró que el sedimento aluvial arrancado continuamente de la tierra por los ríos, se deposita, eventualmente, en forma de arena y fango en el fondo del mar. Observó que las rocas sedimentarias de la corteza terrestre tienen todas las trazas de haberse acumulado exactamente igual como las que actualmente se depositan. Fue el primero que se dio cuenta de que el gran espesor de las rocas sedimentarias antiguas implicaba una operación de erosión y sedimentación a través de un período de tiempo que sólo podía describirse como inconcebiblemente largo.

Hutton fue el primero en aplicar al conjunto de los problemas geológicos la confianza en un orden de la naturaleza, que es el principio básico en que se funda toda ciencia. La doctrina llamada *catastrofismo* —el mito de destrucciones sucesivas de la faz de la tierra por cataclismos violentos y sobrenaturales, de los que el Diluvio Universal era un ejemplo clásico— estaba aún muy generalizada en tiempos de Hutton. Con tales extravagancias Hutton no hubiera tenido nada que hacer. Él se dio cuenta, con la claridad de un verdadero genio, que «la historia del pasado de nuestro globo se debe explicar por lo que se ve que está ocurriendo hoy». Este principio, que gradualmente fue reemplazando a la concepción catastrófica de la historia terrestre, fue denominado por Sir Charles Lyell, *uniformitarismo*, término poco afortunado, propicio a ser considerado demasiado al pie de la letra. Hutton no excluía la posibilidad de crisis locales y temporales: catástrofes naturales, como por ejemplo, el gran terremoto de Lisboa de 1755 o la erupción del Vesubio, que arrasó Pompeya y Herculano en el año 79. Pero el término de Lyell parecía excluirlos, ya que inevitablemente sugiere uniformidad de *velocidad*, mientras que lo que significa es uniformidad de las *leyes naturales*. Hutton aclaró esto al escribir: «No hay que acudir a fuerzas que no sean las naturales del globo, no se debe admitir más acción que aquella de la que conocemos el principio». Insistió en que las vías y significado de la naturaleza sólo podían descubrirse por observación. En Europa nunca llegó a hacer carrera el término *uniformitarismo* y fue gradualmente reemplazado por *actualismo*, que representa mucho más adecuadamente el significado real de la inspirada llamada de Hutton a basarse en las «causas naturales»: el principio, según el cual, en el pasado prevalecieron los mismos procesos y leyes naturales que los que ahora podemos observar o deducir a partir de la observación.

El genio de Hutton apenas fue reconocido durante su vida, principalmente porque predominaba la creencia de que el mundo había sido creado en el año 4004 a.C. En lugar de ser bien recibidos, los descubrimientos de Hutton, en general, se miraban con horror puritano. Sin embargo, si Hutton hubiera vivido en la India, habría encontrado un sistema, ya hecho, de la cronología mundial, completamente adecuado para las necesidades de la geología de su tiempo. Según el calendario hindú, tal como se registra en los viejos libros de la filosofía védica, el año 1977 corresponde a 1 972 949 078 años desde que comenzó a existir el mundo actual. Esta sorprendente concepción de la duración de la tierra por lo menos tiene el mérito de estar dentro del orden de valores correcto.

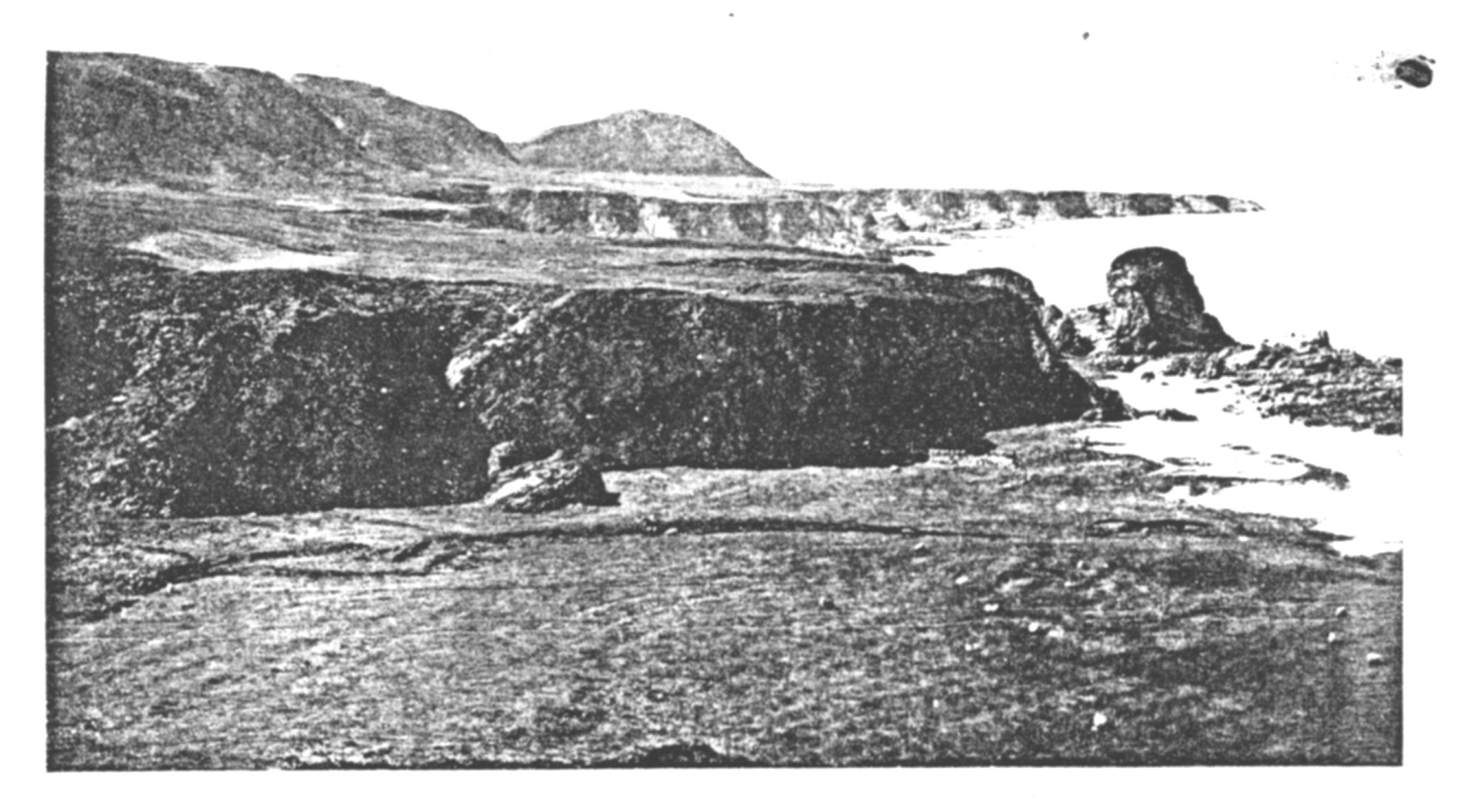


Figura 3.7. Playa levantada de fines de la última glaciación, al oeste de Rhuvaal Lighthouse, Islay, Inner Hebrides, Escocia *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*

Movimientos terrestres

De ello se desprende que ha habido tiempo suficiente, desde que empezaron a existir tierras y mares, para que Gran Bretaña y las regiones terrestres más elevadas hayan podido ser reducidas a nivel del mar una y otra vez. Pero entonces, ¿cómo es que cada continente posee todavía tierras altas y picos montañosos? La teoría de la creación especial, inmortalizada en las palabras de James Thomson: «Cuando Gran Bretaña por orden del Cielo surgió del azul del mar», no es muy útil, aunque sugiere una posible respuesta. Las tierras, juntamente con sus partes adyacentes del suelo marino, pueden haber sido levantadas de vez en cuando. Alternativamente —como hace mucho sugirió Jenófanes (hacia el siglo v a.C.), quien señaló que las conchas fósiles de las colinas calcáreas de Malta eran como las que aún son zarandeadas por las olas, arriba y abajo de la playa— el nivel del mar puede haber descendido, dejando la tierra relativamente elevada. En ambos casos volvería a haber tierra por encima del mar y, en su superficie, los agentes de denudación reiniciarían su trabajo de modelar la tierra en colinas y valles. Un factor adicional es la construcción de tierras nuevas —tales como las islas volcánicas que se elevan desde las profundidades oceánicas— por la acumulación de productos de las erupciones volcánicas. Cada uno de estos procesos de renovación de la tierra ha estado operando continuamente en el transcurso de la larga historia de nuestro planeta.

Los movimientos relativos entre la tierra y el mar han quedado demostrados de modo convincente por la presencia en Islay y en Jura, y en otras muchas localidades, de típicas playas marinas, actualmente levantadas muy por encima del alcance de las olas (fig. 3.7). Tras estas playas levantadas se conservan aún los correspondientes acantilados, muchos de ellos excavados y con cuevas marinas que aún se conservan (fig. 3.8). En Escandinavia y en el Perú se pueden seguir todavía las antiguas líneas de costa, que se elevan desde el nivel del mar en el sur hasta alturas de decenas de metros en el norte. Tal levantamiento desigual de las costas muestra que los movimientos implican elevación actual de la corteza y no simplemente un cambio del nivel del

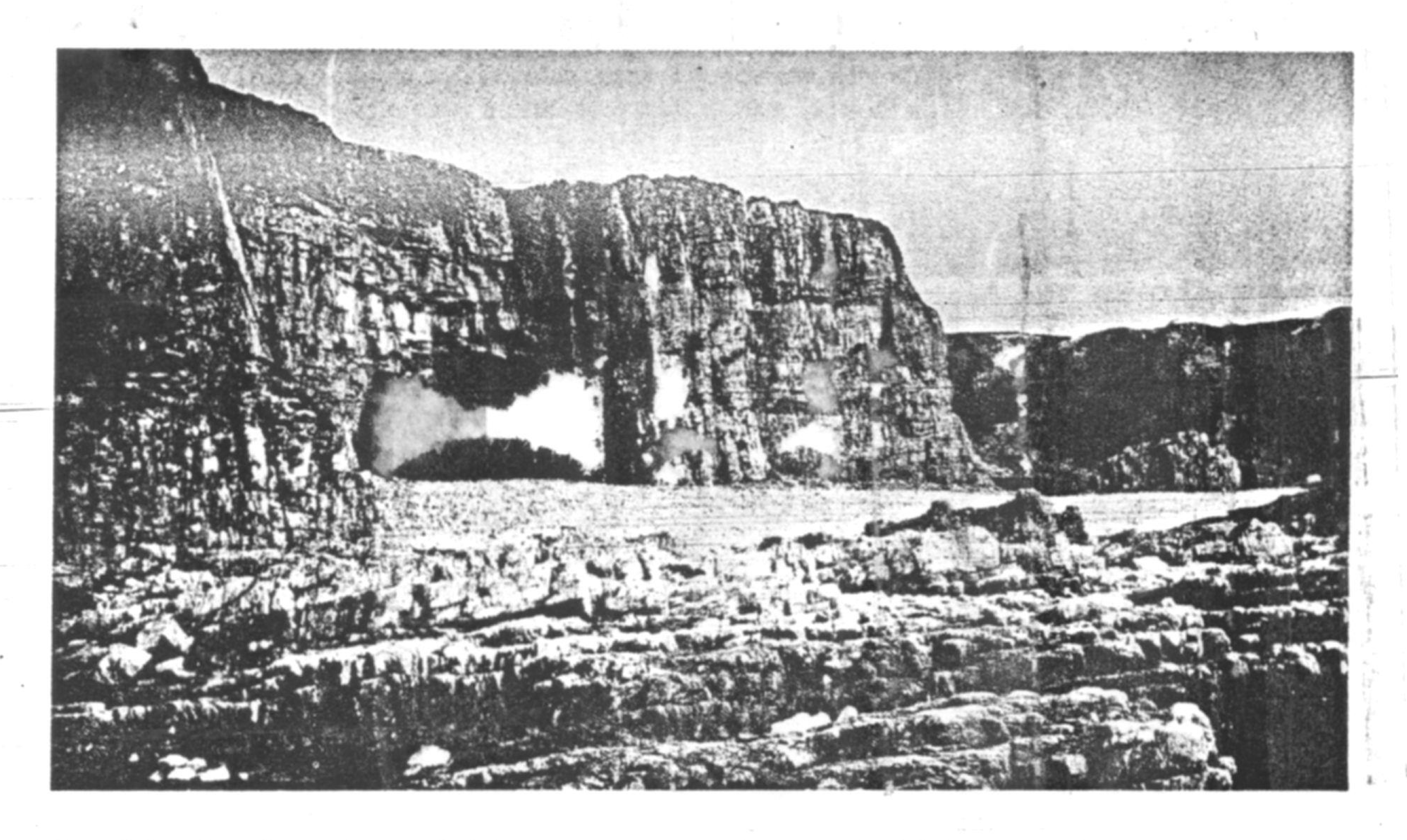


Figura 3.8. Playa levantada postglacial, con cueva marina en el acantilado de cuarcitas situado detrás, Loch Tarbert, Jura *(Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña).*

mar. El más antiguo levantamiento del fondo marino se puede reconocer en los Penninos, donde las calizas grises contienen conchas fósiles y corales que constituyen un testimonio mudo del hecho de que las rocas que integran las montañas de Inglaterra septentrional, estuvieron un día bajo el mar. A escala aún mayor, la elevación se demuestra por la presencia de fósiles marinos en las pizarras que cubren las rocas graníticas del monte McKinley en Alaska (fig. 30.1), constituyendo el punto más alto de Norteamérica. Y aún más espectacular y como récord mundial actual, es el monte Everest, cuya cumbre ha sido esculpida en los sedimentos que fueron originariamente depositados en el fondo del mar en una época remota.

Los movimientos corticales no siempre ni en todas partes producen emersión de tierras. El movimiento relativo de mar y tierra también puede conducir a la inmersión de tierras. La inmersión reciente de superficie terrestre se ha comprobado por la existencia local, alrededor de nuestras playas, de *bosques sumergidos* (fig. 3.9). Son grupos de restos de árboles, que aún se conservan con su raíz en la posición original de crecimiento y que aparecen al descubierto sólo durante las mareas más bajas. En la bahía de Mount, cerca de Penzance, lo que parece ser la misma sumergencia está indicada por la existencia, bajo el mar, de una fábrica de hachas de la Edad de Piedra, en los años 1800-1500 a.C. El recuerdo de ésta y de otras tierras sumergidas del sudoeste británico puede muy bien estar contenido en las leyendas de las tierras perdidas de Lyonesse.

Cuando los movimientos terrestres se producen de repente se reconocen por el paso de ondas sísmicas. En ciertas zonas inestables de la corteza, por ejemplo en el Japón, pueden producirse cada día varios movimientos, que en algunas ocasiones tienen consecuencias terriblemente desastrosas. Excepcionalmente, como la bahía de Yakatut, en Alaska, en 1899, se han observado sacudidas verticales de hasta 14 metros, pero de ordinario los movimientos se efectúan a menor escala (fig. 3.10).

Si los movimientos corticales se efectuaran todos ellos en dirección vertical, el levantamiento de las capas desde el fondo del mar traería como consecuencia que las capas quedaran en posición más o menos horizontal. Así ocurre con frecuencia en la realidad (fig. 1.6), pero en muchos lugares

Figura 3.9. Bosque sumergido, costa de Leasowe, Cheshire *(C. A. Defieux).*

han sido arrugadas y dobladas formando pliegues (fig. 3.11) que en ciertas ocasiones semejan las arrugas de un mantel cuando se le empuja a lo largo de una mesa. Pero desde un punto de vista mecánico esta analogía no es muy buena. Un modelo doméstico familiar, a pequeña escala, que en muchos aspectos se corresponde mucho con las condiciones naturales de plegamiento a gran escala, lo da la piel que se forma en la leche caliente. Si se sacude un poco el recipiente, la piel se desliza formando una serie de pliegues, algunos de los cuales se solapan con los vecinos. En muchos de los precipicios de los Alpes se pueden ver muchas rocas que han sido «sobreplegadas» de un modo similar, de manera que parte de ellas están invertidas (fig. 3.11). En otras partes, las capas rocosas se han plegado quedando muy apretadas unas con otras, como los pliegues de una concertina cerrada.

Estructuras tan asombrosas como éstas muestran que ciertas partes de la corteza terrestre han cedido a fuerzas compresivas de intensidad imposible de imaginar. Todas las grandes alineaciones montañosas fueron esculpidas en rocas plegadas, desmenuzadas y trastornadas. Largos cintu-

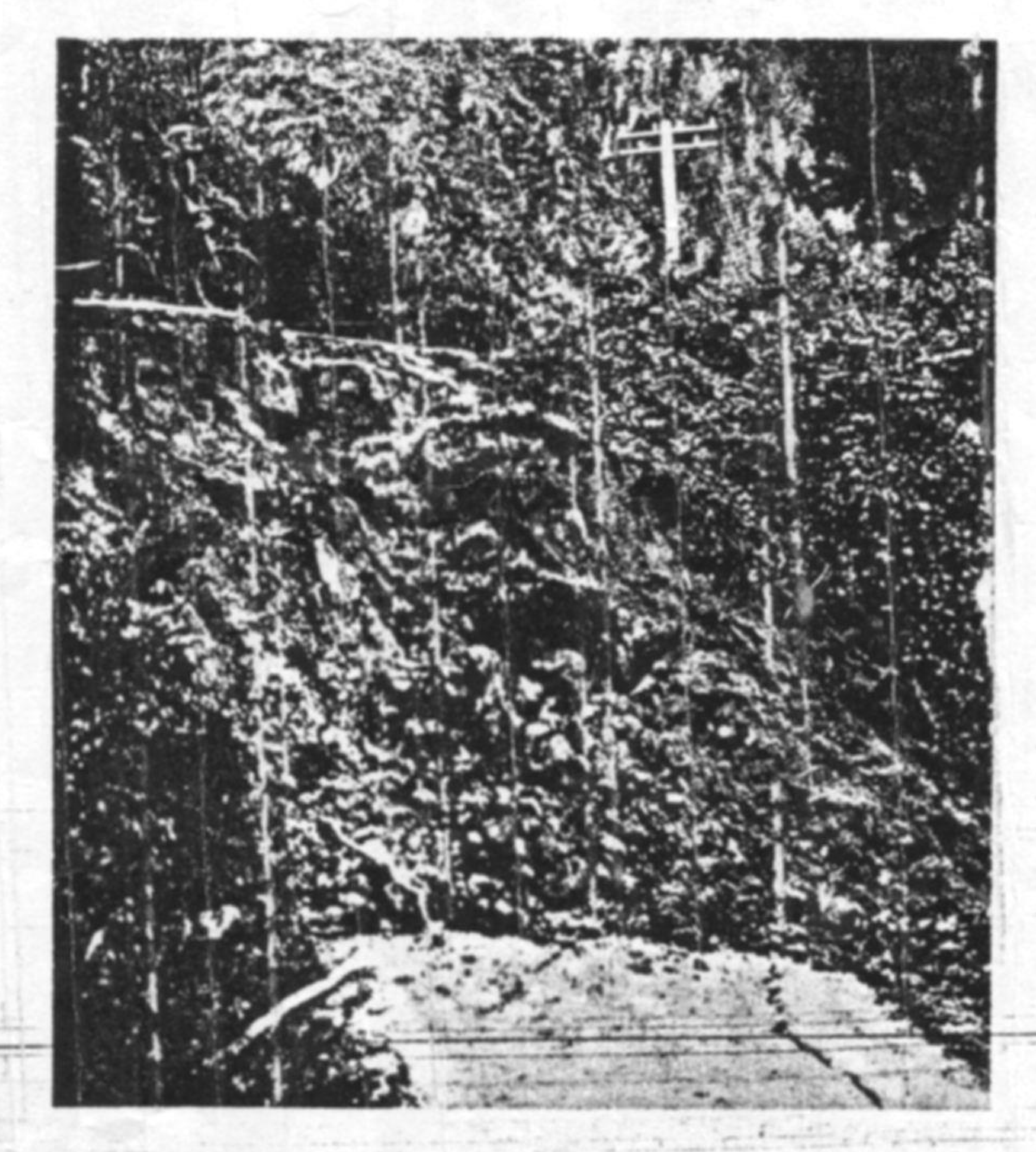


Figura 3.10. Desplazamiento de una carretera y formación de un escarpe de falla debido a un movimiento brusco en la falla Whiete Creek (véase fig. 9.39) que fue el responsable del terremoto de Murchison, en 1929, South Island, Nueva Zelanda. El bloque elevado subió unos 5 mm en relación con el más bajo *(Servicio Geológico de Nueva Zelanda).*



Figura 3.11. Pliegues tumbados en los Altos Alpes Calizos: el Axenstrasse, cerca de Fluelen, extremo meridional del Lago Lucerna, Suiza *(F. N. Ashcroft).*

rones de la corteza fueron comprimidos y engrosados de tal modo que no tuvieron otra alternativa que elevarse en forma de alturas montañosas.

Aunque deben haber existido largos períodos en los que la mayor parte de la tierra se encontraba bajo el mar, probablemente han transcurrido miles de millones de años desde que la tierra estaba toda ella sumergida. Es evidente que los movimientos de la corteza terrestre y las aportaciones de los volcanes a la superficie han sido completamente capaces de restablecer el equilibrio entre tierras y mares, siempre que dicho equilibrio había estado amenazado por los procesos niveladores de denudación. La mayoría de los sedimentos depositados originariamente en el fondo de mares de poca profundidad, a veces endurecidos y cementados en forma de rocas compactas y duras, algunas veces curvados y retorcidos en intrincados pliegues, otras acompañados de lavas y cenizas volcánicas, tarde o temprano han emergido para formar nuevas tierras, bien sea por un levantamiento de tierras o por un descenso del nivel del mar.

Actividad volcánica e ígnea

Los movimientos terrestres no son las únicas manifestaciones de las actividades internas de la Tierra. Las erupciones volcánicas proporcionan la prueba más espectacular de que el interior de nuestro planeta se encuentra tan caliente que, por lo menos localmente, incluso las rocas corticales pasan al estado fundido. Esencialmente, un volcán es una grieta o abertura, que comunica con el interior, a través de la cual hacen erupción en superficie flujos de lava, corrientes de material incandescente pulverizado o ráfagas explosivas de gases y «cenizas» volcánicas. Los materiales fragmentados producidos durante las erupciones volcánicas se llaman colectivamente *piroclastos* (del griego *pyros,* fuego; *klastos,* roto en pedazos).

Es conveniente tener un término general para la materia fuente de la que proceden estos productos volcánicos calientes, tal como se encuentran en profundidad, antes de hacer erupción en superficie. En general se usa el término *magma,* palabra griega que originalmente significaba cualquier mezcla amasada, como la pasta o los ungüentos. El único punto común con la lava parece ser la movilidad o capacidad para fluir. En su acepción geológica también está implicada como propiedad la alta temperatura. Así, magma significa cualquier material móvil *caliente* del interior de la tierra, capaz de penetrar en la corteza terrestre o a través de ella. Por lo que se puede deducir de sus productos, los magmas pueden estar formados por líquidos, gases y sólidos calientes, en todas las proporciones y combinaciones posibles. Sin embargo, el punto más importante a retener es que el magma no es únicamente roca fundida. Cuando está confinada a alta presión suele ir asociada con gases y vapores, a veces en cantidades inmensas. Un magma muy cargado de gases al ascender hacia la superficie, con la consiguiente disminución de presión, comienza a liberar los gases. Tarde o temprano la creciente presión de los gases sobrepasa la resistencia —la botella de gaseosa estalla, o sea, lanza su tapón afuera— y se desencadena una erupción explosiva (véase frontispicio).

En los volcanes ordinarios, el magma asciende por una chimenea central, alrededor de la cual se acumulan lavas y cenizas para formar una montaña volcánica más o menos cónica. El magma

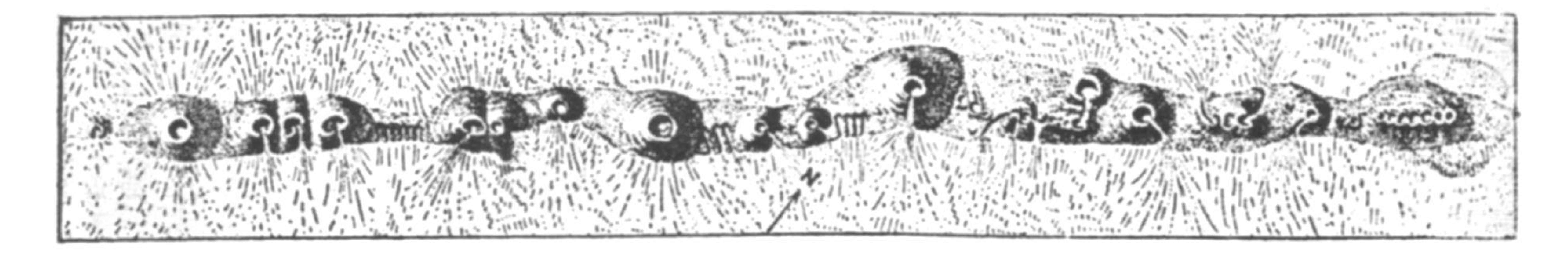


Figura 3.12. Representación de un tramo de 16 km de la fisura de Laik, Islandia, que muestra los conos formados hacia el final de la erupción de 1783 (cfr. Fig. 3.14) *(De Helland).*

también puede llegar a la superficie a través de largas fisuras, a partir de las cuales las lavas se extienden por la comarca circundante, rellenan los valles y forman vastas llanuras o mesetas volcánicas. En estos casos la lava es generalmente basáltica, como en la Calzada de los Gigantes.

La mayor colada basáltica moderna se formó en Laki, Islandia, en el verano de 1783. A partir de una fisura de 32 km de largo, torrentes de lava resplandeciente, de más de 12 kilómetros cúbicos de volumen total, cubrieron 565 kilómetros cuadrados de terreno, alargándose a modo de brazos, valles abajo, 64 km al oeste y 45 al este. Las tierras fértiles de cultivo quedaron profundamente enterradas bajo un desierto de lava (fig. 3.13). Al disminuir la intensidad de la actividad, la larga fisura se obstruía. Los gases que hasta entonces habían hecho efervescencia libremente, empezaron a acumularse bajo la superficie hasta que alcanzaron una presión suficiente para vencer la resistencia. En centenares de puntos a lo largo de la fisura, donde los gases ascendentes consiguieron emerger en superficie, se formaron cráteres cónicos miniatura, de una altura variable entre uno y treinta o más metros, e hicieron erupción gran cantidad de piroclastos (figs. 3.12 y 3.14).

A pesar de los peligros obvios para la vida y bienestar humano, de los que la erupción de Laki es un ejemplo impresionante, la actividad volcánica es, geológicamente, un proceso constructivo,

Figura 3.13. Parte oriental de las coladas de basalto de Laki de 1783, tal como estaban en 1957; mirando hacia el Öraefajökull (2119 metros), cubierto de nieve que es un volcán activo y la montaña más alta de Islandia (cfr. fig. 3.5 *(Sigurdur Thorarinsson).*

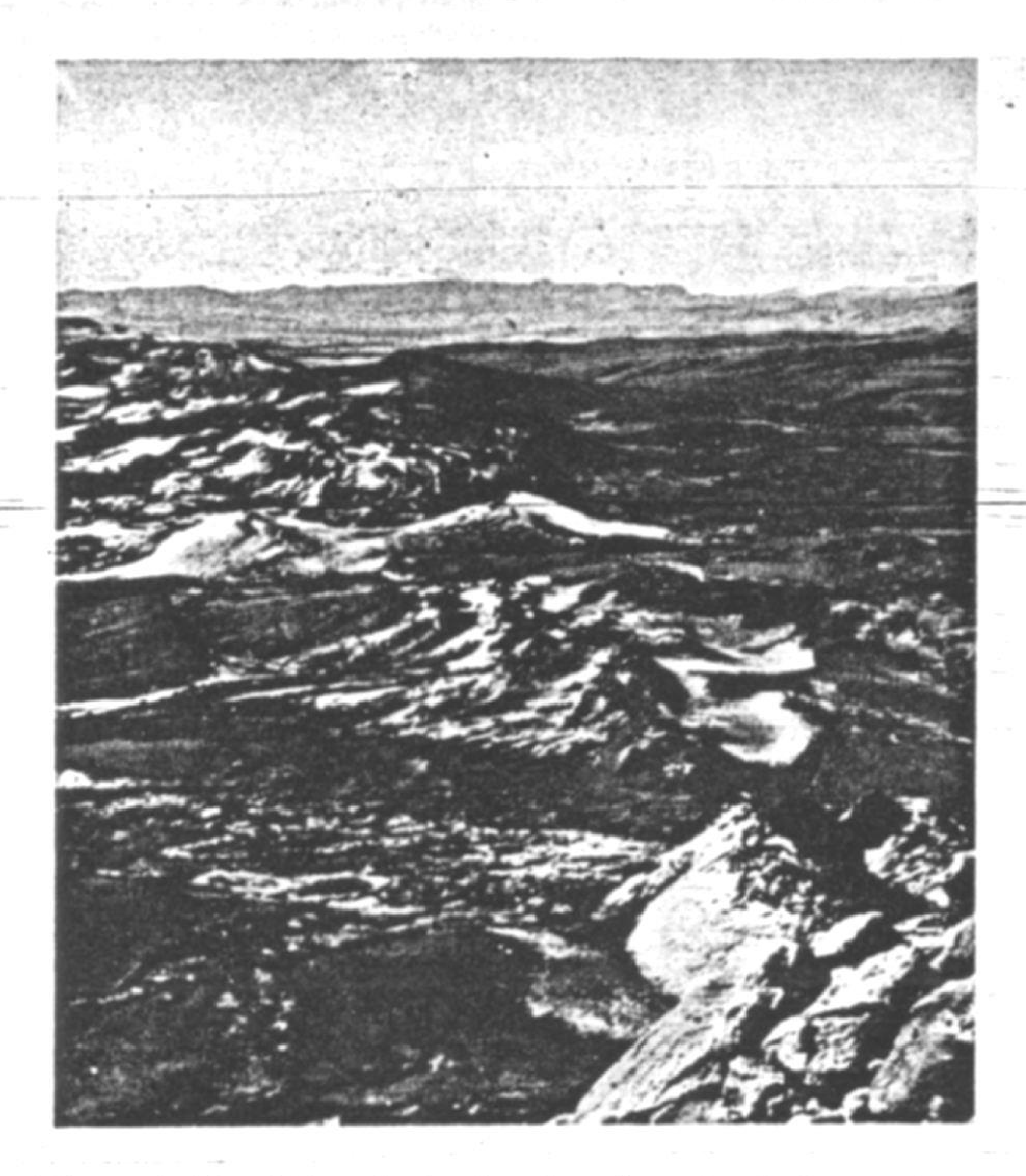


Figura 3.14. Mirando hacia el sudoeste a lo largo de la fisura de Laki; se ven algunos conos de depósitos piroclásticos formados en los estadios terminales de la erupción de 1783 *(G. Kjartansson,* 1956).

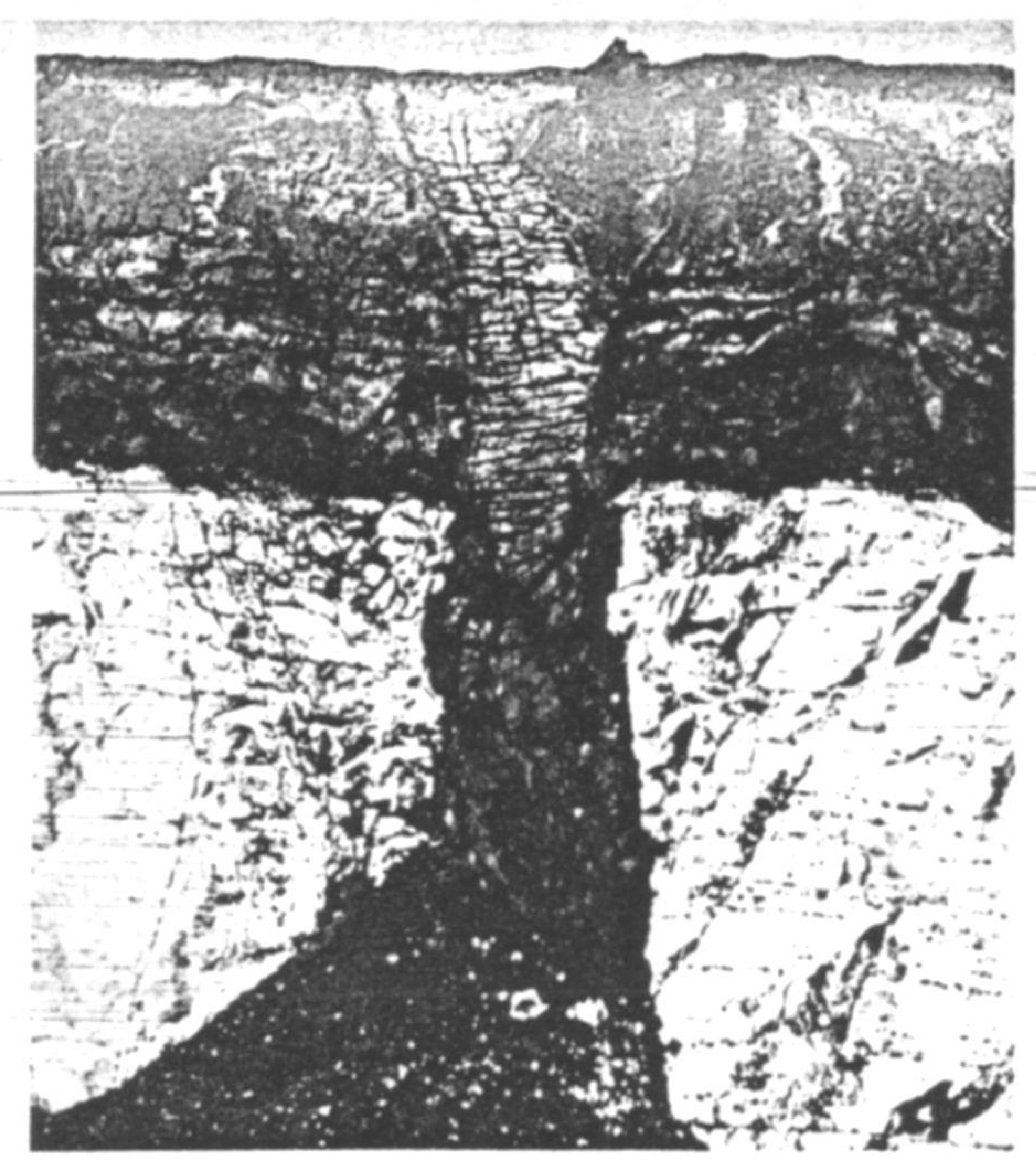


Figura 3.15. Dique de dolerita (roca basáltica) que atraviesa la Creta y los basaltos terciarios suprayacentes, Cave Hill, Belfast, Irlanda del Norte *(Colección R. Welch, Derechos Museo del Ulster).*

ya que son traídos a la superficie materiales nuevos y se construyen nuevas formas topográficas.

Como hemos visto, la actividad volcánica es sólo la manifestación superficial del movimiento a través de la corteza terrestre del magma engendrado en el manto o en regiones excepcionalmente calientes de la propia corteza. Naturalmente, no todo el magma llega a la superficie, y las nuevas rocas formadas en la corteza por la consolidación de este magma son los principales ejemplos de las llamadas *rocas intrusivas* para distinguirlas de las que proceden de las lavas, que reciben el nombre de *rocas extrusivas.* En algunos lugares, las rocas intrusivas se ofrecen a nuestra observación como resultado de haber sido destruida la cubierta primitiva por denudación. Así, las vías de alimentación de las erupciones de fisura, como las de Laki, aparecen con el tiempo como diques (fig. 3.15). Además, hay innumerables diques que nunca consiguieron llegar a la superficie. En circunstancias favorables el magma puede abrirse paso a lo largo de un plano de estratificación y construirse una cámara, provocando un abombamiento hacia arriba de las rocas suprayacentes. La disposición tabular resultante es una colada interestratificada (fig. 3.16). Intrusiones excepcionalmente grandes de granito o rocas cristalinas similares son muy características del núcleo de las cordilleras montañosas, tanto de las más antiguas como de las actuales (fig. 3.17).

Ha sido muy corriente describir las rocas de las intrusiones o de las extrusiones volcánicas como *rocas ígneas* (del latín *ignis,* fuego; lo que implica que su origen está relacionado con «fuego subterráneo» o calor interno terrestre). Pero en eso no se debe generalizar demasiado. En los últimos años se ha puesto de manifiesto que en modo alguno todas las intrusiones son de origen ígneo en el sentido aceptado del término. Por ejemplo, la sal gema forma intrusiones sorprendentemente grandes llamadas *domos de sal,* algunos de ellos de tamaño comparable al de las intrusiones menores (p. ej., las masas graníticas de Shap Fell o Dartmoor). Donde los domos de sal están aún, elevándose activamente, como en el sudoeste del Irán, la sal, ocasionalmente, llega a la su-

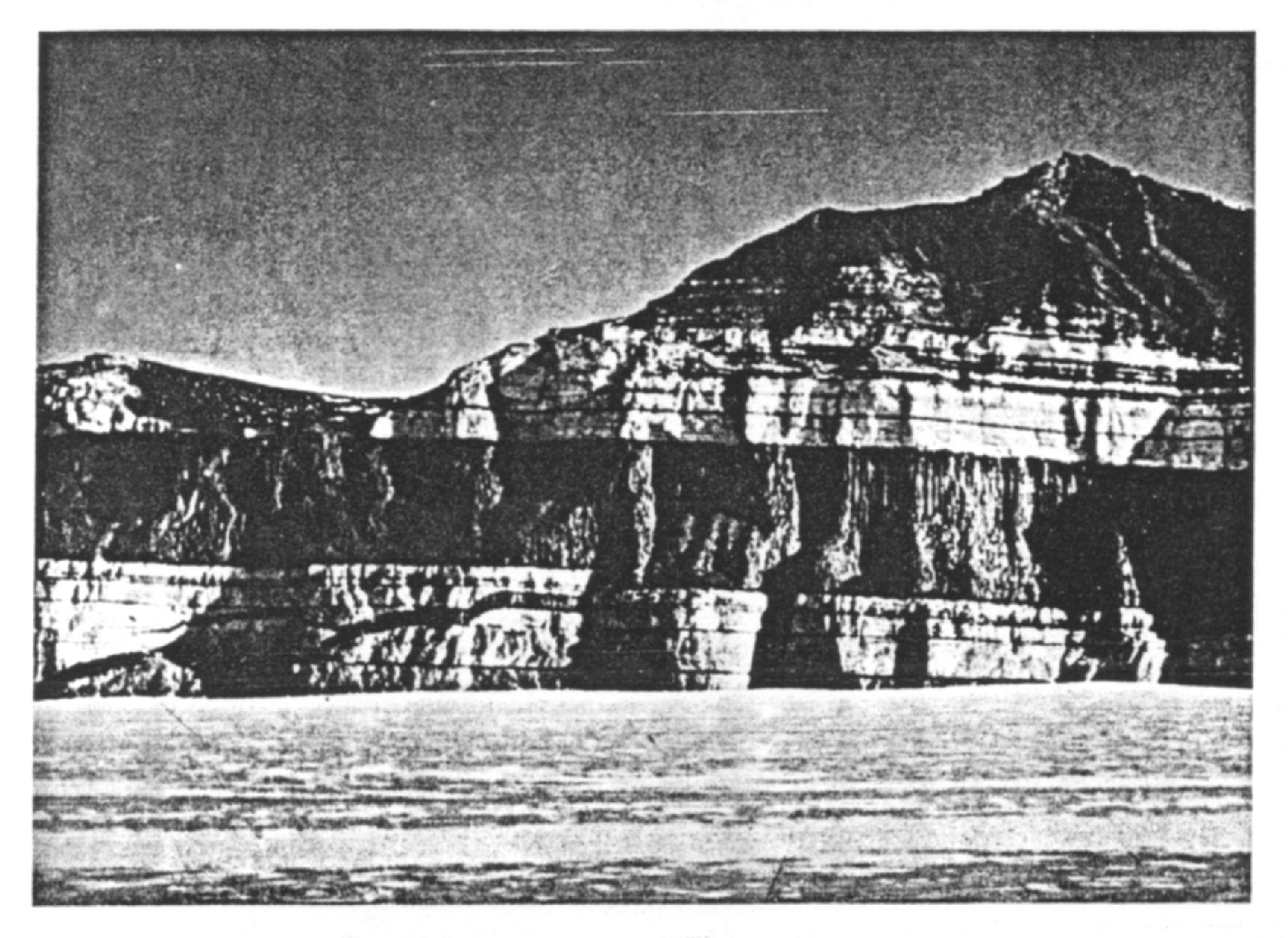


Figura 3.16. Coladas interestratificadas de dolerita intercaladas en los estratos horizontales de areniscas de la Serie Beacon, que afloran en la pared lateral sur del glaciar Taylor, Tierra Victoria del Sur, Antártida. El espesor de las coladas varía entre 3 y 180 m. En el extremo izquierdo, abajo, se ve una intrusión que corta la estratificación y corresponde al desplazamiento de la arenisca que lo cubre *(B. C. McKelvey y P. N. Webb).*

perficie, atravesando el capuchón del domo, y sigue fluyendo por la ladera como un glaciar o un flujo de lava. Sin embargo, la mayoría de domos de sal no llegan a la superficie y sólo se han podido descubrir mediante la prospección geofísica y la perforación petrolífera. La sal de estas masas intrusivas ha sido «amasada» durante su intrusión hacia arriba, y algunos geólogos la consideran un ejemplo extremo de un magma constituido por un sólido deformable «plástico» o «pseudoviscoso». Pero nadie consideraría la sal gema como roca ígnea. Así resulta evidente que el término ígneo sólo puede aplicarse con propiedad a las intrusiones si se puede deducir que se emplazaron a una temperatura relativamente alta: varios centenares de grados centígrados o más.

El dique basáltico ilustrado en la figura 3.15 corta la creta blanca sobre la que se dispusieron los primeros flujos de lava de Antrim. En lugar de ser blanda y suelta, como la creta de Inglaterra meridional, la de Antrim se ha endurecido, debido al calor de los basaltos que la recubren. Y a ambos lados del dique, la creta sufrió un recalentamiento aún mayor y una recristalización, convirtiéndose en un mármol de grano fino en algunos puntos. El proceso de «cocido» y recristalización, mediante el cual la creta ha sido transformada, es un ejemplo del llamado metamorfismo *térmico* o *de contacto.* Tal evidencia, si se encuentra en rocas contiguas a una intrusión indica que ésta, al emplazarse, fue capaz de calentar las rocas circundantes, y que por lo tanto puede describirse con propiedad como una intrusión ígnea.

Metamorfismo de las rocas

Además del metamorfismo de contacto que se acaba de explicar, las rocas están sujetas a muchas otras clases de transformaciones, a las que se aplica el término *metamorfismo,* y de las que



Figura 3.17. Picos graníticos del macizo de Bergello en la frontera italosuiza, al nordeste del lago de Como. El pueblo de Soglio aparece en primer término. Entre los picos y el pueblo, a cada lado del valle, se sitúan las rocas metamórficas de los Alpes sur, en los que se emplazó la intrusión del granito de Bergello *(F. N. Ashchroft).*

se verán ejemplos en otros capítulos. Aquí se introduce el término para llamar la atención sobre el hecho de que las rocas responden a las actividades internas de la tierra no sólo plegándose sino también recristalizando. Cuando las rocas corticales quedan enterradas bajo otras y sufren la influencia o alguna combinación de los siguientes factores:

a) intensa presión o diferencias de esfuerzo producidas por la asociación de la gravedad con otros procesos responsables de los movimientos terrestres;

b) temperatura elevada asociada con actividad próxima a la ígnea, o producida por fricción interna o por el paso de gases calientes;

c) cambios químicos estimulados por el paso a su través de gases y líquidos químicamente activos. De ellas responden con cambios en la composición mineral y la estructura y así se transforman en nuevos tipos de rocas.

Debe quedar bien sentado que el metamorfismo es justamente la antítesis de la meteorización. Ambos procesos introducen grandes cambios en las rocas preexistentes, pero la meteorización es destructiva, mientras que el metamorfismo es constructivo. En vez de reducir una roca preexistente a una masa de detritos formada por rocas y suelo, el metamorfismo la transforma y con frecuencia cambia una piedra vulgar y de apariencia poco llamativa, en una roca cristalina formada por minerales brillantes y de aspecto atractivo.

Resumen de los procesos de destrucción y renovación de tierra

Después de esta rápida ojeada sobre los principales procesos geológicos se verá claramente que éstos se encuentran encuadrados en dos grupos diferenciados. El primer grupo —denudación y depósito— comprende los procesos que actúan sobre la corteza terrestre o muy cerca de su superficie, como resultado de los movimientos y actividades químicas del aire, agua, hielo y organismos vivos. Tales procesos son esencialmente de origen externo. El segundo grupo —movimientos terrestres, actividad ígnea y metamorfismo— comprende los procesos que actúan en el interior de la corteza o a través de la misma, como resultado de las actividades físicas y químicas de los materiales de la corteza y el manto. Tales procesos son esencialmente de origen interno.

Ambos grupos de procesos operan bajo el control de la gravitación (incluyendo en ésta las atracciones debidas al sol y a la luna), en colaboración con los movimientos reales de la tierra, de los que los principales son la rotación alrededor de su eje y la revolución alrededor del sol. Pero si esto fuera todo, la superficie terrestre habría alcanzado muy pronto un estado de equilibrio aproximado, a partir del cual ya no se producirían cambios de importancia geológica. Cada grupo de procesos, para conservar su actividad, requiere alguna fuente adicional de energía. Los procesos

de origen externo son mantenidos específicamente por la radiación de calor procedente del sol. De un modo similar, los de origen interno se mantienen por la liberación del calor procedente de la energía almacenada en el interior de la tierra.

A través del tiempo, la faz de la tierra ha cambiado su aspecto. Unas veces, sus rasgos han sido lisos y monótonos. Otras —como en la actualidad— se han hecho más acusados y vigorosos. Pero en lo que parece ser una contienda permanente entre las fuerzas nacidas del sol, que tienden a la destrucción de las tierras, y las fuerzas originarias de nuestro planeta, que tienden a su renovación, ninguna de ellas ha conseguido el predominio. Los grupos principales de procesos señalados en la clasificación siguiente, de hecho, ni están tan separados ni presentan tantos contrastes como puede sugerirlo el esquema adoptado. Esta separación se justifica sólo por la necesidad práctica de tratar aisladamente cada tema. Desde luego, la clasificación debería considerarse sólo una ayuda para comprender las características de un tema vasto y complejo. En realidad, muchos de estos procesos están íntimamente interrelacionados; y esto se puede demostrar considerando los efectos totalmente equilibradores de la gravitación.

Clasificación de los procesos geológicos

PROCESOS DE ORIGEN EXTERNO

1. *Denudación* (Meteorización, Erosión y Transporte)
   Cincelado de la superficie terrestre y remoción mecánica y en solución de los productos de disgregación de las rocas.

2. *Deposición*
   a) de los residuos transportados mecánicamente
   (por ejemplo, arena y barro)
   b) de los materiales transportados en solución:
   I) por evaporación y precipitación química
   (por ejemplo, sal gema)
   II) por intervención de organismos vivos
   (por ejemplo, la caliza coralina)
   c) de materia orgánica, sobre todo restos de vegetación
   (por ejemplo, la turba).

PROCESOS DE ORIGEN INTERNO

1. *Movimientos terrestres*
   Litosfera móvil; elevación y depresión de regiones terrestres y fondos marinos; construcción de montañas plegadas; terremotos.

2. *Metamorfismo*
   Transformación de rocas preexistentes en tipos nuevos por la acción del calor, presión, esfuerzo y de fluidos en migración, calientes y químicamente activos.

3. *Actividad ígnea*
   Emplazamiento de intrusiones; emisión de lavas y gases y de otros productos volcánicos.

Isostasia y procesos geológicos

Se comprenderá ahora que los procesos geológicos determinen cambios que inevitablemente deben trastornar el estado ideal de equilibrio isostático que la gravitación tiende a establecer. Cuando en una cordillera se forman picos y valles, y gradualmente va siendo desgastada por los agentes de denudación, la carga de la columna infrayacente de la corteza queda disminuida en el peso de los materiales erosionados que fueron arrastrados. Al mismo tiempo, la columna vecina situada bajo una región de delta y de fondo marino, donde se va depositando la roca meteorizada, recibe un aumento correlativo de carga. Si no se produce un transporte compensador de material en profundidad, las dos columnas no pueden permanecer en equilibrio isostático. En la base de la corteza irá creciendo la presión ejercida por la columna más cargada, mientras que el esfuerzo de la columna descargada irá disminuyendo. Como respuesta a esta diferencia de presión, en el manto se produce una lenta migración de materiales hacia arriba, como indica la figura 3.18. La columna más cargada desciende, y la descargada asciende. Este proceso, por el cual se restablece la isostasia, se llama *reajuste isostático.*

Puede ocurrir que en ciertos procesos la alteración del equilibrio isostático preexistente se pro-

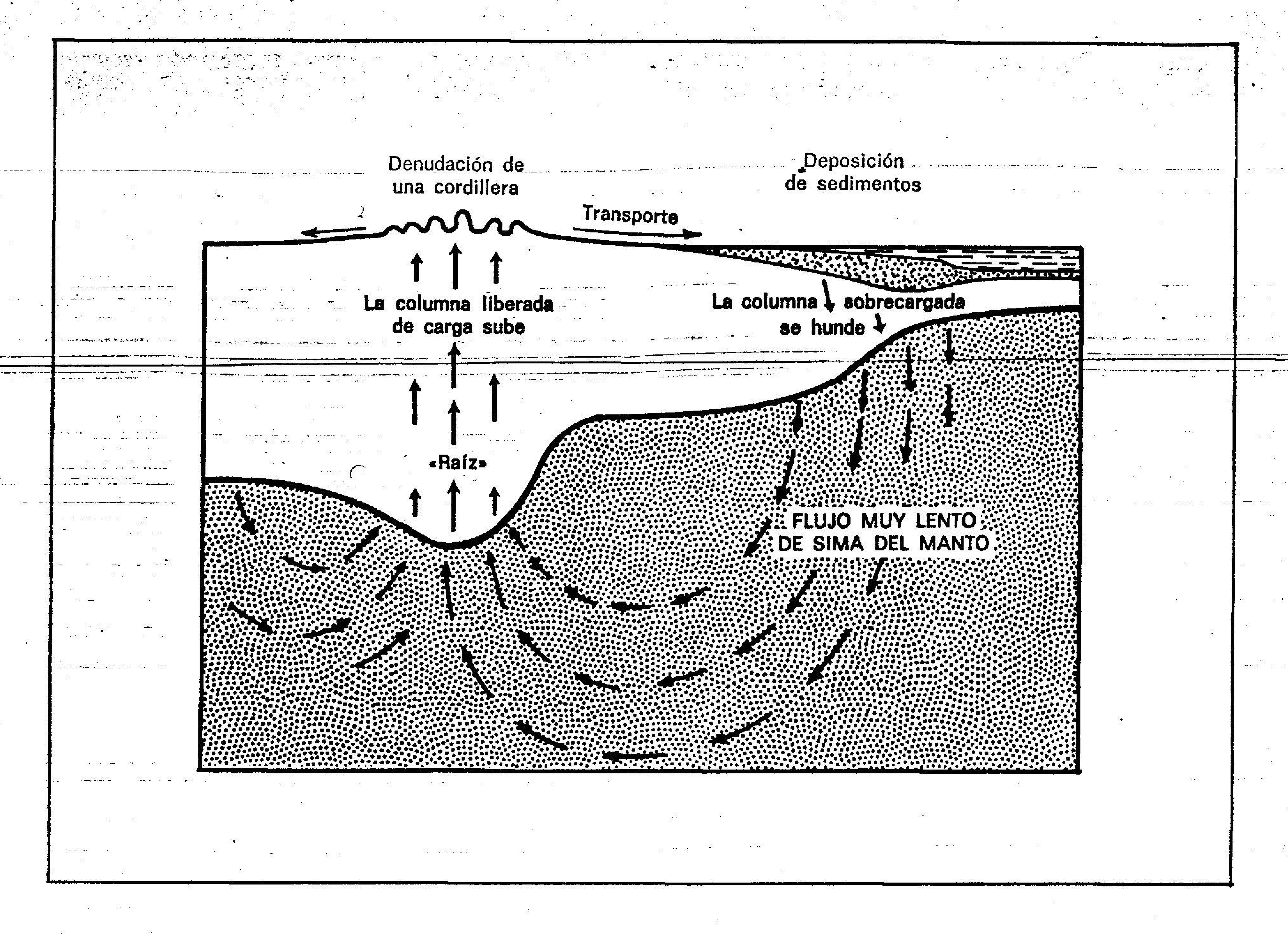


Figura 3.18. Corte esquemático para ilustrar el reajuste isostático, mediante flujo subcortical lento en el manto, como respuesta a la liberación de carga producida por la denudación, y a la carga debida a la deposición. Escala vertical muy exagerada.

duzca mucho más rápidamente de lo que pueda restablecerse por el flujo de rocas de gran profundidad del manto. Por ejemplo, cuando los restos de los gruesos casquetes de hielo de Europa y Norteamérica se fundieron hace entre 11 000 y 8000 años, estas regiones, en poco tiempo, se liberaron de una inmensa carga de hielo. Los levantamientos resultantes que entonces se iniciaron, están aún progresando activamente. Muy por encima de las costas de Finlandia y Escandinavia hay playas levantadas que indican que ya se ha producido un levantamiento de unos 250 m (fig. 3.19), y cada veintiocho años se añaden otros 30 cm al total, en toda la región del extremo norte del golfo de Botnia. La región está aún lejos de alcanzar el equilibrio isostático, y se calcula que aún deberá subir más o menos 200 m antes de que se alcance el equilibrio.

Del mismo modo, alrededor de las costas septentrionales de la bahía de Hudson, han aparecido nuevas islas rocosas, aparición que recuerdan los esquimales más viejos, y se sabe que la tierra ha subido por lo menos 9 m desde que los propios esquimales Thule se establecieron allí, lo que indica una elevación promedio de casi un metro por siglo.

La paradoja de los sólidos que fluyen

Medidas precisas de las tasas a las que se ha estado elevando, durante los últimos miles de años, la región situada alrededor del golfo de Botnia (véase pág. 43), indican que la tasa ha estado disminuyendo de forma gradual, sistemáticamente. El proceso corresponde a un flujo muy lento de material situado a gran profundidad, que se comporta, en su flujo, como un fluido extremadamente

viscoso. Nos enfrentamos a una aparente contradicción que ha ofuscado seriamente el pensamiento geológico en el pasado, y que aún produce mucha confusión respecto a muchas partes importantes del tema.

Kelvin, mediante su estudio de las mareas, probó que la tierra se comporta como un cuerpo sólido, por lo menos tan rígido como el acero. Además, tanto la corteza como el manto transmiten vibraciones sísmicas de un tipo que no puede ser ignorado. Ahora bien, la *rigidez* —resistencia elástica al cambio de forma— es la propiedad que más característicamente asociamos a los sólidos y, según aquella prueba, el manto es indudablemente sólido. Entonces, ¿cómo puede comportarse como un fluido?

Algunos autores aún afirman que la tierra mantiene su forma debido a su alta rigidez, que queda demostrada por las mareas y los terremotos. Por otra parte, ya se vio (pág. 21) que aunque Clairaut hace mucho tiempo que calculó la forma o «figura» de la tierra y obtuvo el resultado correcto, su éxito se basó en la premisa de que la tierra estaba en estado fundido, exceptuando una delgada corteza sólida. La respuesta terrestre a las mareas es la de un cuerpo sólido, pero la forma de la tierra es la de un cuerpo fluido.

El abombamiento ecuatorial es responsable de otro fenómeno —llamado precesión de los equinoccios— que también indica fluidez. Las atracciones del sol y la luna sobre el abombamiento hacen oscilar el eje terrestre, de modo que la tierra se comporta como una peonza que hubiera recibido un impulso lateral. Según la tasa actual de precesión, el tiempo para un balanceo completo es de unos 26 000 años, exactamente lo que se ha calculado que resultaría si la tierra se comportara como un fluido.

Se debe hacer notar que todas las evidencias de fluidez proceden de fenómenos de larga duración (de más de diez mil años), mientras que las evidencias de rigidez las suministran las ondas sísmicas (su paso dura segundos), mareas (medio día) y otros fenómenos de vida corta. Como el manto puede estar, simultáneamente, transmitiendo ondas sísmicas y sufriendo esfuerzos de mareas, mientras también está fluyendo imperceptiblemente para restaurar el equilibrio isostático, de ello se deduce que simultáneamente es ambas cosas, rígido y viscoso. Para decirlo de algún mo-

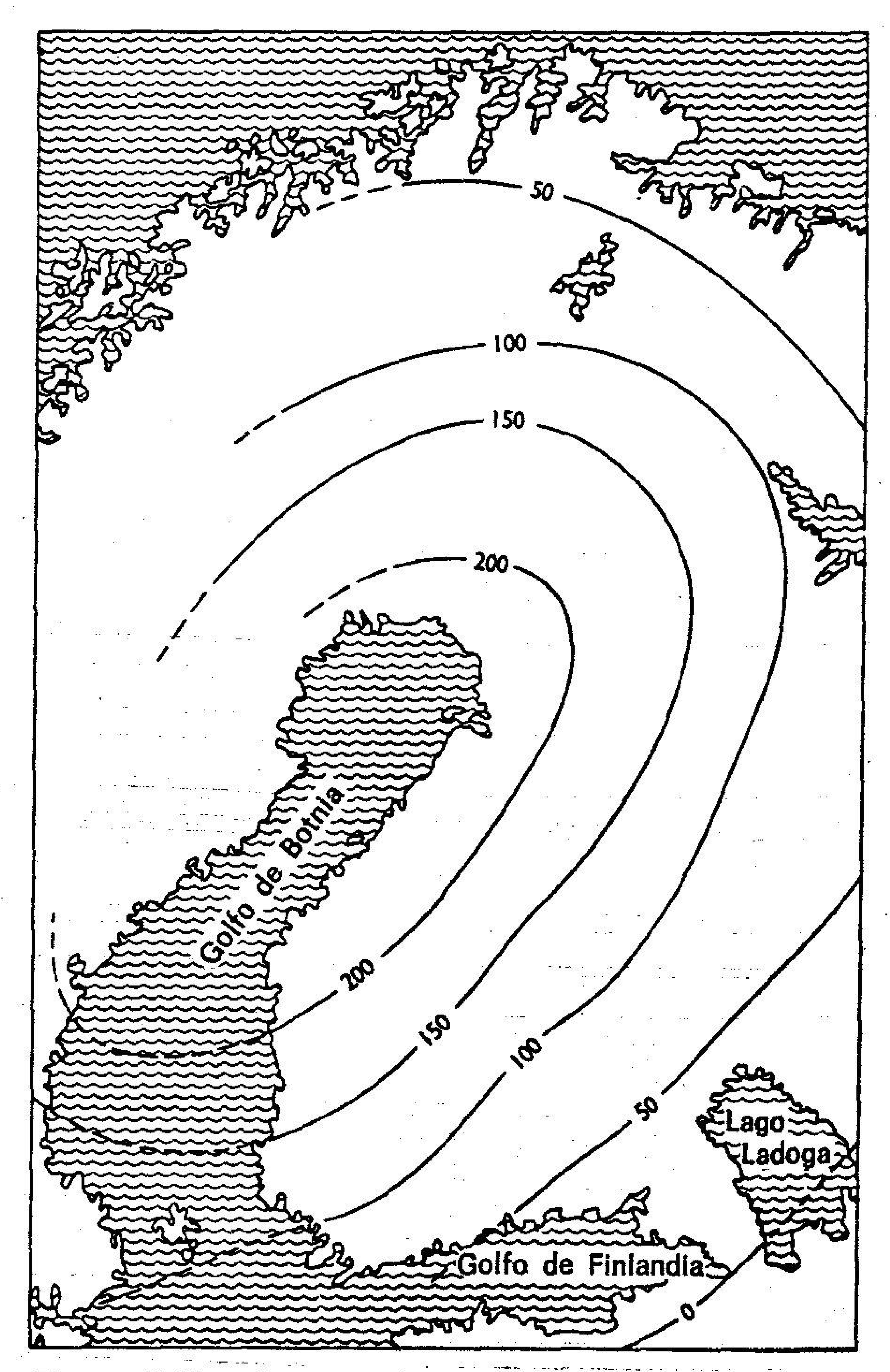


Figura 3.19. Levantamiento postglacial de Fenoscandia (Finlandia y Escandinavia). Las curvas son líneas de igual levantamiento, en metros, desde 6800 años A.C. hasta hoy. En las costas del norte del Golfo de Botnia, la tasa actual de levantamiento es de 1 cm al año *(De Niskanen)*.

do, tiene una doble personalidad, ya que es al mismo tiempo un sólido elástico y un fluido viscoso. Desde luego, no es un líquido viscoso. La prueba de la rigidez es también la prueba de que no es un líquido. Un sólido puede convertirse en líquido sólo por fusión o por disolución en un medio que ya es un líquido. Pero esto no significa que un sólido nunca pueda fluir —o sea que se comporte como un fluido— aun cuando siga siendo innegablemente un sólido.

El término *fluido,* tal como se usa actualmente, tiene unas connotaciones mucho más amplias que en sus orígenes. En sus aplicaciones industriales incluye todo lo que puede fluir: por ejemplo,

gas, vapor, líquido, humo, material atomizado, emulsión, lodo, material semifundido, polvo, y varios sistemas fluidizados, en los que las partículas sólidas son transportadas por bombeo en corrientes de alta presión o por circulación de gases a través de ellos. Y, geológicamente, el término también incluye sólidos en condiciones tales de esfuerzo y temperatura que puedan fluir.

Si una pequeña fuerza (presión o esfuerzo) actúa durante un largo período de tiempo sobre una sustancia, ésta se califica de *viscosa* si fluye continuamente —aunque sea lentamente— mientras se mantiene la fuerza. La clave para comprender la paradoja de las rocas que fluyen es, sin duda, el tiempo. Afortunadamente hay varias rocas comúnes que manifiestan su doble personalidad en períodos de tiempo que están dentro de las posibilidades de comprensión de la experiencia humana. Quizá la más conocida es la brea. Un trozo de brea se rompe fácilmente, en fragmentos angulares, golpeándolo con un martillo, pero el mismo trozo, si se deja a una temperatura ambiente, se aplana bajo su propio peso y se convierte en una lámina delgada. Frente a una fuerza aplicada bruscamente, se comporta como un sólido frágil, pero frente al esfuerzo mucho menor, pero constante y de largo tiempo de duración, que es su propio peso, responde fluyendo como un fluido viscoso. La figura 16.16, que muestra una célula de convección en el lago de la Brea de Trinidad, ilustra admirablemente este comportamiento dualista. En medio, la corriente ascendente de asfalto da media vuelta y luego se extiende radialmente hacia fuera, según un frente circular gradualmente mayor. Durante un tiempo, la tasa de flujo es tal, que la tensión resultante somete a la corteza de asfalto a un esfuerzo que supera el umbral de su límite elástico, por lo que se rompe y se separa a causa de las fisuras abiertas. Sin embargo, hacia fuera, donde la circunferencia alcanza su longitud máxima y el asfalto que fluye se encuentra con otra célula de convección y empieza a meterse hacia abajo, la tasa de flujo está muy reducida, y la corteza se arruga formando pliegues concéntricos. El movimiento completo de expansión desde el medio hasta el borde externo —unos 60 cm— requiere varios meses.

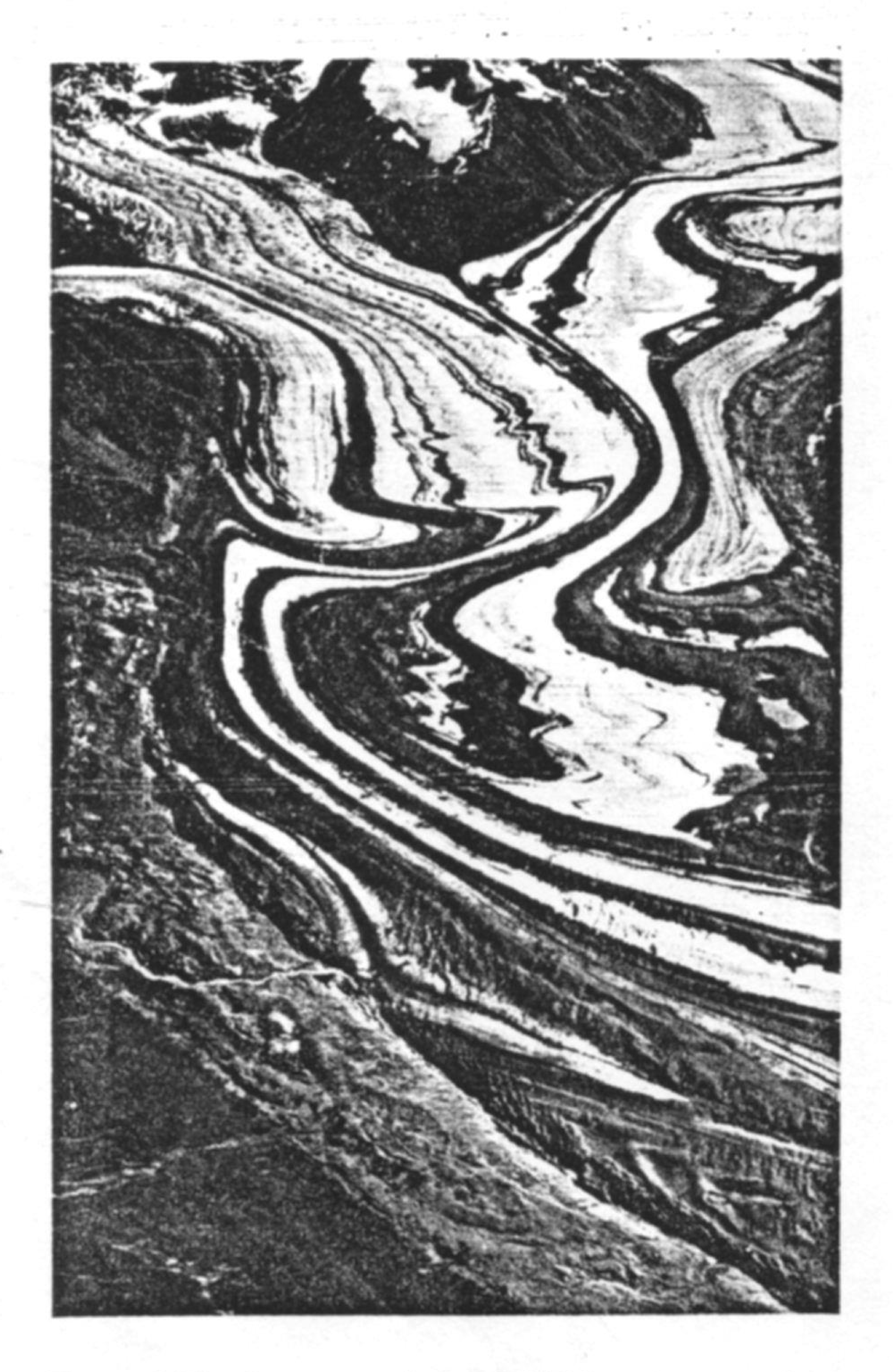


Figura 3.20. Las contorsiones del hielo y los materiales morrénicos que se ven, son consecuencia de la competición por el espacio entre glaciares que avanzan hacia el mismo valle a velocidades de flujo distintas pero comparables, Alaska *(Bradford Washburn).*

El hielo es otro material que se ha demostrado que fluye —en glaciares y casquetes de hielo—, pero, a diferencia de la brea, la masa de hielo es una roca cristalina. Como es lógico, su viscosidad es mucho más alta que la de la brea: más de diez mil veces mayor; la de la brea, a su vez es un billón de veces la del agua. Para comprender el significado de estas diferencias, en términos de tiempo, imaginemos una pequeña bola de acero (como las usadas en los cojinetes de bolas de una bicicleta) que tarda un segundo en llegar al fondo de una jarra grande llena de agua, cuya altura es la precisa para que la bola tarde un segundo. Si la jarra estuviera llena de glicerina o de aceite de ricino, el tiempo que tardaría la bola en atravesarlos sería más o menos un cuarto de hora. Si estuviera llena de cera de zapatero, la bolita

tardaría unos cien años en llegar al fondo. Con brea, el tiempo requerido sería de unos 10 000 años; si la jarra estuviera llena de hielo, mantenido a una temperatura muy inferior a la del punto de fusión, para el recorrido desde arriba al fondo se necesitarían varios millones de años. El flujo de hielo es tan sumamente lento que no es raro que tengamos dificultades intuitivas para comprender cómo lo hace para fluir. Pero fluye, como sin duda lo demuestra la figura 3.20.

Profundizando más en la escala de viscosidades, llegamos a la sal gema. También es una roca cristalina, y sin embargo fluye y adquiere unas formas de intrusión y extrusión tan extraordinarias, que se estudiarán con más detalle más adelante (pág. 169). Pero ¿qué pasa con rocas realmente duras, como el granito? Tal como las vemos en superficie, en las canteras, no presentan ningún síntoma de comportarse como «viscosas». Para todos los propósitos de tipo práctico, el granito y las rocas similares son suficientemente fuertes para mantenerse en peñascos que forman precipicios y en montañas, sin que se pueda detectar ningún flujo en el fondo. Pero esto no significa necesariamente que *no* haya flujo. Sólo significa que la meteorización y la erosión destruyen los riscos y montañas más rápidamente de lo que lo podría hacer ningún flujo, si hubiera flujo. Sin embargo, en zonas profundas y calientes, protegidas de los estragos de la lluvia y los ríos, estas rocas, indudablemente, han sido capaces de fluir tan fácilmente como el hielo o la sal gema. Desde luego, si no fuera por este flujo y por la lenta pero constante actividad del manto, no estaríamos discutiendo el asunto. Hace ya mucho tiempo que los continentes habrían desaparecido bajo el mar, erosionados por lluvias y ríos, y acabados de arrasar por olas y corrientes. Sólo unas cuantas islas volcánicas y arrecifes coralinos pondrían una nota de diversidad en la monótona superficie. El que la tierra haya evitado este destino tan poco atractivo se debe a los procesos que tienen lugar en profundidad. La faz cambiante de la tierra depende directamente del hecho de que los materiales del núcleo y del manto, y por lo menos algunos de los de la corteza, pueden fluir.

Referencias seleccionadas

CAREY, S. WARREN, 1954, 'The rheid concept in geotectonics', *Journal of the Geological Society of Australia*, vol. 1, pp. 67–117.

BULLARD, F. M., 1962, *Volcanoes: In History, In Theory, In Eruption*, University of Texas Press, Austin, Texas.

DURY, G. H., 1966, *The Face of the Earth*, Penguin Books, Harmondsworth.

GAMOW, G., 1963, *A Planet Called Earth*, Viking Press, New York.

HUBBERT, M. KING, 1945, 'Strength of the Earth', *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, vol. 29, pp. 1630–53.

LEES, G. M. and FALCON, N. L., 1952, 'The geographical history of the Mesopotamian Plains', *Geographical Journal*, vol. 118, pp. 24–39.

NORTH, F. J., *Sunken Cities: Some Legends of the Coast and Lakes of Wales*, University of Wales Press.

REINER, MARCUS, 1959, 'The flow of matter', *Scientific American*, vol. 201, pp. 122–38.

TAZIEFF, H., 1952, *Craters of Fire*, Hamish Hamilton, London.